

1. Die Quarzitfolge der Hörre-Gommern-Zone und ihre Problematik im Rhenohertzynikum

Die Hörre-Gommern-Zone ist ein über 300 km langer, aber nur wenige Kilometer breiter Strukturkomplex mit Sonderfaziesbildungen im Rhenohertzynikum. Sie erstreckt sich von der Hörre im Südwesten (bei Herborn) über Wollenberg und Kellerwald am östlichen Schiefergebirgsrand, den Acker-Bruchberg-Zug im Harz bis nach Gommern, im Bereich des Flechtinger Höhenzugs. Durch Einbeziehung lithologisch und stratigraphisch äquivalenter Quarzitvorkommen bei Limburg (WIERICH & VOGT 1997) und bei Brandenburg (MEISSNER 1980) verlängert sich die Hörre-Gommern-Quarzitzone auf über 400 km (Abb. 1.1). Den Zusammenhang der einzelnen Quarzitvorkommen (Wollenberg, Kellerwald und Acker-Bruchberg-Zug) stellte schon WÜRTTENBERGER (1865) heraus, der den 'Culm-sandstein' (= Quarzit) im Kellerwald untersuchte. Damit wurde die 'Hörre-Gommern-Zone' ins Leben gerufen. Trotz dieser sehr frühen bedeutsamen Feststellung wurde in der Folgezeit überwiegend lokal gearbeitet, was einerseits zu einer Fülle sich überschneidender Lokalbezeichnungen führte und zum anderen bei der Interpretation der Zone eine regional gebundene Sichtweise mit sich brachte. Die Verlängerung der Quarzitzone nach Südwest-England, die von einigen Autoren vermutet wird (FRANKE & ENGEL 1982; ISAAC, TURNER & STEWART 1982), ist bisher rein spekulativ. Darauf wird hier nicht weiter eingegangen.

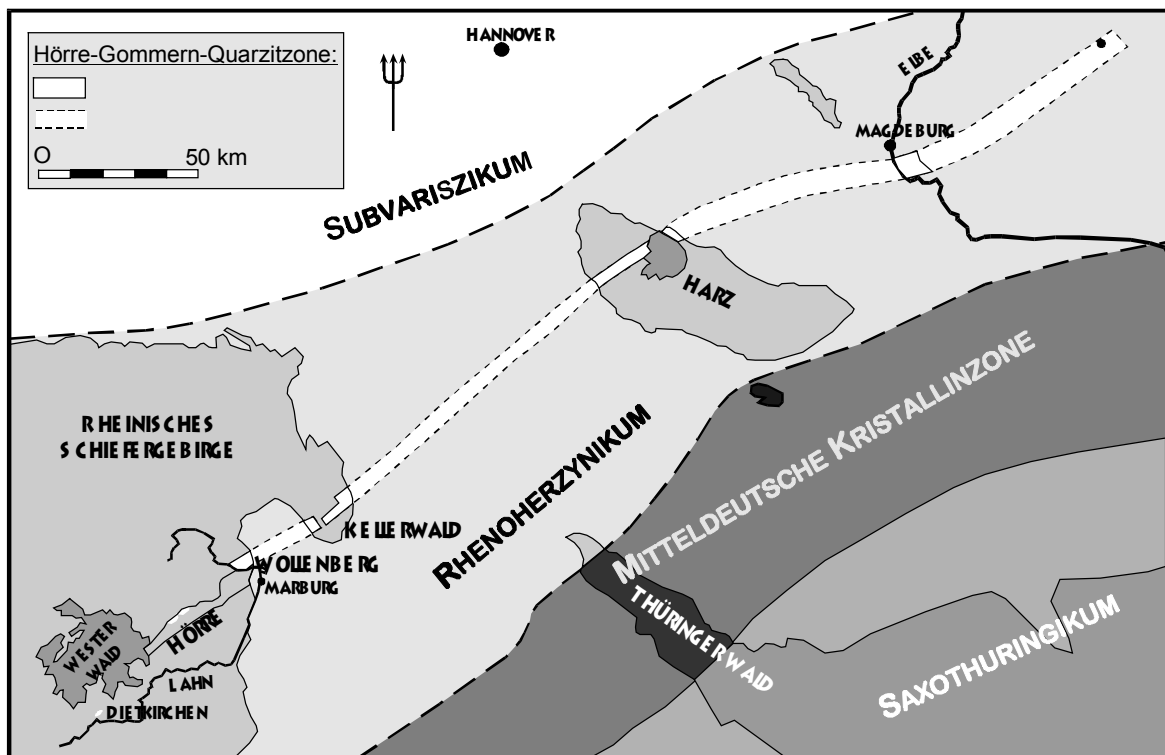


Abb. 1.1 Übersichtskarte der Verbreitung der Hörre-Gommern-Quarzitzone innerhalb des Rhenohertzynikums in Deutschland.

Die extreme Armut an Makrofossilien und Sedimentgefügen, die abweichende, kaum mit der umgebenden Lithostratigraphie vergleichbare Lithologie, und die komplizierten tektonischen Verhältnisse haben dafür gesorgt, daß die unterkarbonische Quarzitabfolge der Hörre-Gommern-Zone seit über 130 Jahren immer wieder Gegenstand der

geowissenschaftlichen Forschung ist und ihre Deutung bis heute sehr kontrovers diskutiert wird. Eine ausführliche Zusammenstellung der Erforschungsgeschichte gab SCHWAN (1967, 1991) und PUTTRICH & SCHWAN (1974). Die Diskussion konzentriert sich auf drei Bereiche:

1. Das Alter: Die stratigraphische Einstufung der Quarzitabfolge war lange Zeit überhaupt nicht belegbar. Da die feinstratigraphische Einstufung noch nicht geklärt war, gab es bis heute nur sehr ungenaue Einstufungen ins Unterkarbon.

2. Die Lithologie: Die fast reinen Quarzsandsteine der unterkarbonischen Quarzitabfolge stehen in einem extremen Kontrast zu der überwiegend aus Ton- und Kieselschiefern bestehenden, altersgleichen, Kulm-Beckenfazies und den darauf folgenden unreifen Sandsteinen (Kulm-Grauwaren) des Dill-Innerste-Faziesraums nordwestlich der Hörre-Gommern-Zone und des Lahn-Bode-Faziesraums südöstlich davon (modifiziert nach GURSKY 1997). Die Sonderentwicklung der Hörre-Gommern-Zone beginnt jedoch schon im höheren Oberdevon, doII β (WACHENDORF 1986), und unterscheidet sich durch Einschaltungen quarzreicher Sandsteine von der umgebenden, typisch pelagischen Beckenfazies des Rhenoharzzyklums. Der größte Kontrast besteht zwischen der hier untersuchten unterkarbonischen Quarzitabfolge, die lithologisch Strandsedimenten oder küstennahen, flachmarinen Sedimenten sehr ähnlich ist, und der zeitgleichen, umgebenden, tiefmarinen pelagischen Beckenfazies der Dill-Innerste- und Lahn-Bode-Faziesräume (Abb. 1.2).

3. Die Form der Quarzitzone: Die extrem langgezogene Form der Quarzitzone, die bei über 350 km Länge nur wenige Kilometer breit ist, ist untypisch für die umgebenden Einheiten im Kulm-Becken.

Die Erforschung der Quarzitabfolge begann mit Untersuchungen zur Stratigraphie. Aufgrund des Mangels an Fossilien beschäftigten sich die frühen Arbeiten mit lithostratigraphischen Vergleichen zu den umgebenden Kulm-Einheiten und der tektonischen Stellung der Folge. Bezeichnenderweise wurde erst 27 Jahre nach der ersten Arbeit zum Kammquarzit (ROEMER 1854) mit *Posidonomya becheri* aus dem Liegenden der Quarzitabfolge die erste biostratigraphische Einstufung in das Unterkarbon durch v. GRODDECK (1877) vorgenommen. Allerdings waren sich auch alle früheren Autoren aufgrund der lithostratigraphischen Vergleiche darin einig, daß die Quarzitabfolge wahrscheinlich ein Äquivalent der Kulmfazies und nicht älter als höchstes Oberdevon ist. Vorkommen von Silur im Kellerwald veranlaßten DENCKMANN (1889) dazu, den Kellerwaldquarzit in das Silur einzustufen. Es folgten Jahrzehnte wenig fruchtbringender Diskussionen um das Alter der Quarzitabfolge und eine schrittweise Neueinstufung der einzelnen Quarzitvorkommen in das Silur.

Diese Sackgasse der stratigraphischen Anschauung ist bis heute spürbar, da der Großteil der geologischen Karten 1:25000 aus dem Gebiet der Quarzitzone dieser Zeit entstammt. Sie wurde erst durch die lithostratigraphischen Untersuchungen von CORRENS (1926) am Wollenberg, der die Quarzitabfolge erneut in das Oberdevon bis Unterkarbon stellte, verlassen. Diese Einstufung wurde auch durch die von SCHMIDT (1926, 1933) aus feinkonglomeratischen Lagen im Kellerwaldquarzit beschriebene Fauna belegt. Auch die folgenden Datierungen anhand von Makroflora bestätigten die Einstufung in das Unterkarbon (GOTHAN 1927, DAHLGRÜN 1940, SCHWAN 1950). Das fast völlige Fehlen von Makrofauna in der Quarzitabfolge und den unterlagernden Tonschiefern machte eine genauere stratigraphische Einstufung aber unmöglich.

Erst durch die Entwicklung der Conodonten-Stratigraphie in den 50er und 60er Jahren kam es auch für das Hörre-Gommern-System zur Präzisierung und teilweisen Korrektur der vorhandenen Einstufungen. BISCHOFF & STOPPEL (1957) fanden am Wollenberg und im Kellerwald Conodonten-Faunen im oberen Teil der Schiffelborner Schichten nahe der Liegendgrenze der Quarzitabfolge, die cuII γ -Alter belegen. Weitere Datierungen in den Liegendschichten des Quarzits folgten im Harz durch SCHWAN (1958), SCHRIEL & STOPPEL (1958) und MEYER (1965) vom Mittel- bzw. Oberdevon bis in das cuII γ/δ im Grenzbereich unter der Quarzitabfolge. Auch im Kellerwald wurde die Liegendgrenze der Quarzitabfolge datiert, und zwar in die tiefe Pericyclus-Stufe (cuII α - γ , MEISCHNER 1968, EDER et al. 1969). In der Hörre fehlen bis jetzt biostratigraphische Belege aus der Quarzit-abfolge oder dem Liegenden, die Folge wird dort aber als zeitliches Äquivalent der Bischoffen-Formation, und damit jünger als cuII γ , angesehen (BENDER & HOMRIGHAUSEN 1979, BENDER 1989, 1997). Aus dem Bereich Gommern liegen keine biostratigraphischen Einstufungen der Quarzitabfolge vor.

Alle diese Einstufungen beziehen sich aber nur auf das lithostratigraphisch Liegende der Quarzitabfolge. In der Quarzitabfolge selbst ist trotz intensiver Forschung bis heute keine Mikrofauna gefunden worden. Erstmals beschrieben WIERICH & VOGT (1997) Mikroflora aus der Quarzitabfolge: Sechs Proben aus dem unteren Bereich der Folge sind einheitlich in das tiefe Visé einzustufen, erlauben aber weiterhin keine Aussage zur stratigraphischen Reichweite der Quarzitabfolge. Damit bleiben zwei wichtige Fragen bestehen: Ist die Lücke zwischen den jüngsten belegten Altern der Liegendschichten und der Quarzitabfolge unterschiedlich groß oder setzt die Quarzitabfolge in den einzelnen Region zu unterschiedlichen Zeiten ein? Und: Wie groß ist die stratigraphische Reichweite der Folge? Diese Frage ist u.a. für die paläogeographische Rekonstruktion von entscheidender Wichtigkeit.

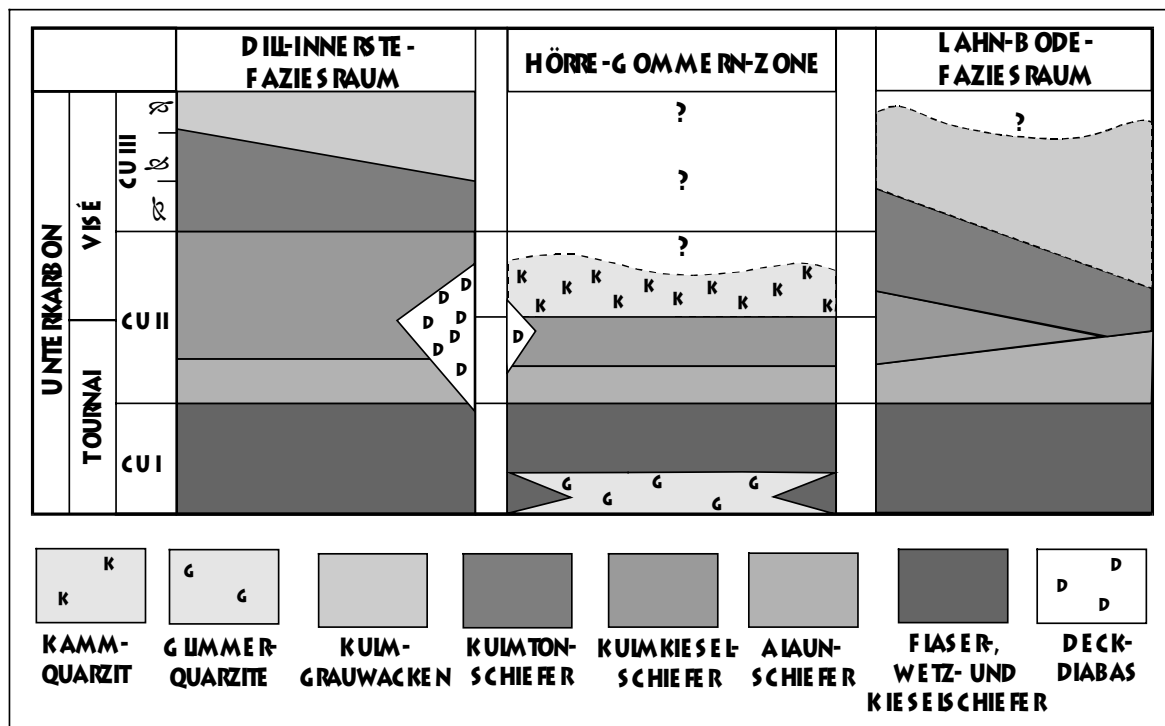


Abb. 1.2 Stratigraphische Korrelation der Hörre-Gommern-Quarzitzone mit dem Dill-Innerste- und Lahn-Bode-Faziesraum des Kulm-Beckens.

Der lithologische Kontrast zwischen der Hörre-Gommern-Quarzitfolge und der umgebenden Kulm-Fazies und die damit verbundenen faziellen Unterschiede waren lange Zeit kein Gegenstand der Untersuchungen. Erst KOSSMAT (1927) beschäftigte sich ausführlich mit den faziellen, stratigraphischen und tektonischen Problemen im Mittel- und Unterharz, was ihn veranlaßte, eine Südharzdecke zu postulieren. Die Quarzitabfolge des Acker-Bruchberg-Zuges sollte die nördliche Stirn dieser Decke darstellen. Obwohl diese 'Decken-Theorie' heftig umstritten war und von den meisten Bearbeitern der Quarzitabfolge seiner Zeit nicht anerkannt wurde, begann damit die bis heute anhaltende Diskussion um die fazielle, paläogeographische Interpretation der Quarzitabfolge, die den Schwerpunkt der heutigen Diskussionen bildet. Bereits ein Jahr später stellte DAHLGRÜN (1928) seine Deutung der Quarzitabfolge als "flyschartige Sedimente einer Vortiefenzone" dem Decken-Modell gegenüber. SCHMIDT (1931) ging in eine weitere Richtung: Von einem flachmarinen Ablagerungsraum ausgehend sollten der Quarzitzug eine Nehrung und die Tanner Grauwacken Ablagerungen des dazugehörigen Haffs darstellen. Damit waren alle drei bis heute aktuellen Interpretationsansätze in die wissenschaftliche Diskussion gebracht.

Die Interpretation als tiefmarines, rinnenförmiges (Teil-)Becken wurde besonders in den ersten Jahrzehnten nahezu ausschließlich weiterverfolgt. Durch die Arbeiten von SCHWAN (1950, 1958, 1991), PUTTRICH & SCHWAN (1974), SCHRIEL & STOPPEL (1958), HOMRIGHAUSEN (1979) und WACHENDORF (1986) ergab sich schon bald ein recht differenziertes Modell für ein rinnenförmiges Quarzit-Teilbecken im Rhenoharzsynklinium. Aufgrund des oberflächlichen 'Auskeilens' der Quarzitabfolge von Nordosten nach Südwesten vermutete SCHWAN (1991) das Liefergebiet im Norden bis Nordosten und formulierte das bis heute verwendete Rinnen-Modell (STOPPEL 1997): Aufbereitetes, "reifes" Sedimentmaterial vom Schelf nordöstlich des Kulm-Beckens wurde in den zumindest teilweise von Schwellen begrenzten, rinnenförmigen Teilbereich des Kulm-Beckens umgelagert, die heutige Hörre-Gommern-Zone. Das Sediment wurde rinnenparallel von Nordosten nach Südwesten transportiert und wird als spezielle Form des Flysch angesehen.

Die Interpretation als flachmarine Sedimente wurde von MEYER (1965) wieder aufgenommen. Der Quarzitzug sollte ein der Küste vorgelagerter Küstenwall sein. MEISCHNER (1968) stellte das Modell einer beckeninternen, eng gegliederten Schwelle auf, die einerseits die Ausbreitung der von Süden geschütteten Kulm-Grauwacken begrenzte und an der die Quarzitabfolge durch Aufarbeitung aus den Grauwacken entstand.

Nachdem das Decken-Modell von KOSSMAT (1927) über 50 Jahre lang aus der Diskussion war, wurde durch WALLISER & ALBERTI (1983) und ENGEL et al. (1983) das Decken-Modell wieder in die Diskussion gebracht. Gründe dafür waren die lithofaziellen Kontraste zwischen der stark terrigen beeinflussten Quarzitabfolge und der umgebenden Beckenfazies, die scheinbar fehlenden Übergänge zwischen beiden Faziesbereichen und die Annahme, daß die in der Folge dominierenden, massigen Quarzitbänke kein Turbidite sein könnten. Diese faziellen Kontraste lassen sich durch das Deckenmodell scheinbar sehr einfach auflösen. Dabei wird die Quarzitzone aufgrund ihres Längen:Breiten-Verhältnisses nicht als eigenständige Decke angesehen, sondern als Stirn der sogenannten Südharzdecke, deren Wurzelzone am Südrand des Kulm-Beckens liegen soll.

Auch die Herkunft des Sediments wurde im Lauf der Erforschungsgeschichte unterschiedlich beurteilt. Anfangs wurde das quarzreiche Sediment aus Süden bis Südosten von der Mitteldeutschen Kristallin-“Schwelle” oder durch Aufarbeitung der Kulm-Grauwacken des Lahn-Bode-Faziesraums hergeleitet. Intensive petrographische Untersuchungen belegten jedoch, daß die Kammquarzite nicht durch Sedimentaufbereitung aus den Kulm-Grauwacken entstanden sind (BURCHARDT 1977) und sich auch in ihrem Schwermineralspektrum von diesen unterscheiden (TRAUTNITZ 1980, BURCHARDT 1994). Die Tatsache, daß die Quarzitabfolge ein von den aus Süden geschütteten Kulm-Grauwacken unterschiedliches Liefergebiet hat, war ein weiterer Grund für die Annahme, daß das Sediment von Nordosten in die rinnenförmige Hörre-Gommern-Zone geschüttet wurde (SCHWAN 1991).

Wie können aber nach so langer Erforschungsgeschichte immer noch diese extrem kontroversen Modelle in der Diskussion stehen? Der Hauptgrund dafür ist in den mangelhaften Aufschlußverhältnissen an der Oberfläche und dem daraus folgenden Mangel an sicheren Daten zur Stratigraphie und Sedimentologie der Quarzitabfolge zu sehen. Fast alle bisherigen Arbeiten beschränkten sich auf die Bearbeitung der Oberflächenaufschlüsse, in denen die Quarzitabfolge häufig schlecht erschlossen ist. Sedimentgefüge sind sehr selten und in der Regel sind nur relativ kleine Ausschnitte aus der Gesamtfolge erschlossen. Aufgrund der komplizierten Lagerungsverhältnisse und der intensiven Tektonik sind die einzelnen Aufschlüsse selten miteinander zu korrelieren, so daß die Verbandsverhältnisse und die lithologische Zusammensetzung der gesamten Folge unklar blieben. Durch die starke Tektonik innerhalb der Quarzitzone und die randliche Begrenzung der Zone durch Störungen lassen sich fast keine Rückschlüsse auf laterale Faziesübergänge ziehen. Über die Verbindung zum Dill-Innerste- und Lahn-Bode-Faziesraum sind nur sehr wenige Informationen erhalten.

In den Oberflächenaufschlüssen dominieren massige, dickbankige strukturlose Quarzite, die häufig markante Klippen bilden (Abb. 1.3), pelitische Zwischenlagen fehlen häufig. Dünnbankige Quarzite und mächtigere Tonschieferlagen treten dort sehr selten auf. Eben diese strukturlosen Quarzite sind immer wieder der Anstoß zu der kontroversen Diskussion über die flach- oder tiefmarine Genese der Quarzitabfolge und die damit verbundenen Modelle.

Ausgehend von dem reinen, textuell sehr reifen Quarz-Sediment, das polyzyklisch aufgearbeiteten, flachmarinen Sedimenten entspricht und unterstützt durch das Fehlen typischer Turbidit-Gefüge (Bouma-Sequenz), wird die Folge als flachmarin gedeutet. Das Problem der zeitgleichen, umgebenden, tiefmarinen Beckenfazies wird durch das Schwellenmodell, bei autochthoner Stellung der Quarzitzone, oder durch das Deckenmodell, bei allochthoner Interpretation der Zone, gelöst. Sowohl die Annahme der beckeninternen Schwelle als auch die der Decke beruht auf wenigen, umstrittenen Geländebefunden. Auch die sedimentpetrographischen Untersuchungen bringen neue Zweifel auf, da in beiden Modellen der Quarzsand entweder direkt durch Aufarbeitung aus den Grauwacken entstanden sein oder zumindest ein sehr ähnliches Liefergebiet wie diese haben soll. Beides steht im Widerspruch zu den sedimentpetrographischen Untersuchungen (Kap. 5.1.2). Vor allem aber fehlen jegliche Spuren von Sedimentgefügen in den dominierenden, massigen Quarziten, die in vergleichbaren flachmarinen Sandsteinen in großer Fülle vorhanden sind.

Die zeitgleiche, tiefmarine Beckenfazies, die die Quarzitzone beiderseits umgibt, wurde schon früh als Grundlage für die Annahme der tiefmarinen Genese der Quarzitabfolge genommen. Auch der interne, rhythmische Aufbau der Quarzitabfolge, der typischen Turbiditfolgen sehr ähnlich ist, sowie eine, wenn auch sehr selten erkennbare, schwache Gradierung stützten diese Interpretation. So wird die Quarzitabfolge als eine besondere Form des Flysch interpretiert (SCHWAN 1991). Die Abtrennung von den im gleichen Becken sedimentierten Grauwacken wird durch ein tektonisch bedingtes Teilbecken mit randlichen Schwellen erklärt, was aber nicht eindeutig nachweisbar ist. Das Hauptproblem hier ist die Deutung der massigen Quarzite als Turbidite. Da nahezu alle Gefüge fehlen, die für klassische Turbidite typisch sind (Bouma-Sequenz), wird diese Interpretation immer wieder in Frage gestellt (ENGEL et al. 1983).



Abb. 1.3 Charakteristischer Geländeaufschluß der Hörre-Gommern-Quarzitfolge: Dickbankige, massige, klippenbildende Quarzite ohne sichtbare Sedimentgefüge (Hanskühnenburg, Harz).

Bohrungen standen lange Zeit nicht zur Verfügung; im westdeutschen Teil der Hörre-Gommern-Zone fehlen sie und im ostdeutschen Teil, der damaligen DDR, unterlagen sie strengster Geheimhaltung. Das Ackerstollen-Bohrprogramm der Harzwasserwerke (1981 bis 1983) schaffte Abhilfe, da es mit sechs Bohrungen die gesamte Quarzitzone vom Nordwest- bis zum Südostrand querte. Die Bohrungen selbst und eine erste lithologische Beschreibung der Quarzitabfolge wurde von STOPPEL (1989, 1997) beschrieben.

Trotz dieser langen Erforschungsgeschichte und der zahlreichen Untersuchungen der Quarzitabfolge konnten die entscheidenden Fragen für die paläogeographische Rekonstruktion der Zone bis jetzt nicht befriedigend und eindeutig beantwortet werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, neue Daten zu gewinnen und in diese Diskussion einzubringen, um die paläogeographische Stellung der Quarzitzone zu klären. Dafür konzentriert sich die Arbeit auf zwei Bereiche:

1. Die stratigraphische Einstufung der Quarzitabfolge: Die Liegendgrenze der Folge ist heute relativ sicher eingestuft, aber die stratigraphische Reichweite der Quarzitabfolge, die Dauer der Quarzsandsedimentation, ist vollkommen unklar. Doch gerade das ist eine entscheidende Grundlage für die Interpretation der gesamten Zone, besonders für die Fragestellung, ob die Quarzitzone autochthon oder allochthon ist. Handelt es sich um einen autochthonen Ablagerungsraum im Kulm-Becken, muß die Sedimentation der Quarzitabfolge beendet gewesen sein, bevor die von Südosten nach Nordwesten sich verlagernden Grauwackenbecken diesen Bereich überschritten haben. Ansonsten hätte es zu einer Sedimentverzahnung von Quarzitabfolge und Kulm-Grauwacken kommen müssen, die aber nirgendwo beobachtet wurde. Die biostratigraphische Reichweite ist zusammen mit der Mächtigkeit der Folge darüber hinaus wichtig zur Ermittlung der Sedimentationsrate der Quarzitabfolge.

2. Die sedimentologische Faziesanalyse: Ein entscheidender Schlüssel zur paläogeographischen Deutung der Quarzitzone ist die Klärung der Sedimentationsprozesse und des Sedimentationsmilieus. Die Klärung der Frage, ob die Quarzitabfolge in tief- oder flachmarinem Milieu zur Ablagerung kam, ist die grundlegende Voraussetzung für die Einordnung der Folge in die Paläogeographie des deutschen Unterkarbons. Anhand der Entwicklung wichtiger Sedimentparameter sollte die Geometrie des Ablagerungsraumes rekonstruiert und ein Sedimentationsmodell erstellt werden.

Dafür wurden zahlreiche Aufschlüsse und Bohrungen entlang der gesamten Hörre-Gommern-Quarzitzone neu aufgenommen. Der Schwerpunkt lag auf der detaillierten, sedimentologischen Aufnahme ("Bank für Bank") und der stratigraphischen Einstufung der Profile anhand ausgewählter Proben. Aufgrund der relativen Fülle von Sedimentgefügen und des guten Überblick über die Gesamtfolge in den Bohrkernen, bildet die Bearbeitung von Bohrkernen den Schwerpunkt der Untersuchungen. Bearbeitet wurden sechs Bohrkern aus dem Harz (Ackerstollen Bohrprogramm) und neun Bohrungen aus dem Bereich Gommern, insgesamt weit über 1000 m Bohrkern. Weiterhin wurden über 15 Geländeprofile von der Hörre bis zum Harz neu bearbeitet. Die gefluteten, ehemaligen Steinbrüche bei Gommern sowie einige Bohrungen, von denen nur noch wenige Bohrkernabschnitte bzw. einzelne Belegstücke erhalten sind, wurden anhand der Schichtverzeichnisse in die Bearbeitung miteinbezogen. Untersucht wurde die Gesamtmächtigkeit der Folge, ihre lithologische Zusammensetzung, der interne Aufbau, die Bankmächtigkeiten und die bankinternen Sedimentgefüge. Mikroskopische, sedimentpetrographische Untersuchungen der Zusammensetzung, Korngrößenverteilung und Sortierung der Quarzite kamen hinzu.

Die stratigraphische Einstufung erfolgte anhand von Mikrosporen, die aus vielen Tonschieferlagen zwischen den Quarziten gewonnen werden konnten. Dabei wurde darauf geachtet, daß die beprobten Tonschieferlagen ganz eindeutig Teile der Quarzitabfolge und nicht sekundär, d.h. tektonisch, in die Folge eingeschaltet sind. Dadurch war die Probennahme in den Oberflächenaufschlüssen teilweise eingeschränkt, da aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse die Verbandsverhältnisse nicht mehr eindeutig zu erkennen waren.

Die Bezeichnung "Hörre-Gommern-Zone" ist im Rahmen der vorliegenden Untersuchung irreführend, da die hier untersuchte Quarzitzone kein Bestandteil der Hörre ist, sondern auf eine schmale Zone entlang des Hörre-Nordrands, die Wildestein-Schuppe (BENDER 1989),

beschränkt ist (Kap. 4.1). Die regionalgeologischen Interpretationen, aufgrund derer BENDER (1978, 1989) die Quarzitzone aus der Hörre ausgliederte, werden durch die unterschiedlichen Abkühlungsalter detritischer Muskovite aus den Quarziten und den Grauwacken der Hörre eindeutig belegt (HUCKRIEDE et al. 1998). Um die Abtrennung von der Hörre zu verdeutlichen, wird die Bezeichnung “Hörre-Gommern-Quarzitzone” eingeführt, die im Bereich der Hörre auf die Quarzitvorkommen innerhalb der Wildestein-Schuppe entlang des Hörre-Nordrands beschränkt ist.

Im Rahmen dieser Arbeit werden die von GURSKY (1997) eingeführten Faziesräume zur Gliederung des Kulm-Beckens aufgenommen. In Anlehnung daran wird der nordwestlich der Hörre-Gommern-Quarzitzone gelegene Teil des Kulm-Beckens als Dill-Innerste-Faziesraum bezeichnet. Der Bereich des Kulm-Beckens südöstlich der Hörre-Gommern-Quarzitzone wird als Lahn-Bode-Faziesraum bezeichnet. Im Gegensatz zur Definition von GURSKY (1997) wird die Hörre-Gommern-Quarzitzone aus diesem Faziesraum ausgegliedert. Der Lahn-Bode-Faziesraum beginnt hier an der Linie Hörre-südlicher Kellerwald-Sieber-Mulde-Wernigeroder-Kulm-Prödel-Zone (Flechtingen-Roßlauer-Scholle) und umfaßt alle Anteile des Kulm-Beckens südöstlich davon.

2. Untersuchungsmethodik

2.1 Sedimentologische Profilaufnahme

Eine wichtige Grundlage für den sedimentologischen Schwerpunkt der Analyse der Hörre-Gommern-Quarzitfolge ist die makroskopische Profilaufnahme. Dabei wurden Geländeaufschlüsse aus der gesamten Hörre-Gommern-Zone, von der Lahnmulde bei Dietkirchen im Südosten über Hörre, Wollenberg, Kellerwald und Harz bis in den Flechtinger Höhenzug bei Gommern, sowie Bohrungen aus dem Acker-Zug im Harz und dem Gebiet um Gommern bearbeitet. Die Geländeaufschlüsse und Bohrkerne wurden Bank für Bank hinsichtlich der relevanten Sedimentmerkmale aufgenommen. Bohrungen, die nicht mehr als Kerne erhalten sind, wurden durch die Auswertung der Schichtverzeichnisse und ergänzender Bohrdokumente und - falls vorhanden - durch die Untersuchung von Belegstücken mit in die Analyse einbezogen. Aufgenommen wurden: Bankmächtigkeit, Lithologie und Korngröße in makroskopischer Abschätzung, normale oder inverse Lagerung, bankinterne Sedimentgefüge, großmaßstäbliche, bankübergreifende Sedimentgefüge, sedimentologische Entwicklungen und/oder Sequenzen, die Zuordnung zu einem Lithofazies-Typ und tektonische Gefüge. Die Ergebnisse dieser Aufnahmen sind in den Profilen in Anhang C dargestellt.

2.2 Sedimentpetrographische Methoden

2.2.1 Polarisations-Mikroskopie

Aus allen aufgenommenen Profilen wurden Gesteinsproben entnommen, von denen Dünnschliffe hergestellt wurden. Die meisten Dünnschliffe wurden zur Untersuchung am Polarisationsmikroskop abgedeckt. Ausgewählte Dünnschliffe wurden zur weiteren Analyse am Kathodolumineszenz-Mikroskop und/oder am Rasterelektronenmikroskop poliert und unabgedeckt gelassen. Alle Dünnschliffe wurden qualitativ nach folgenden Gesichtspunkten untersucht:

- Erfassung der Sedimentzusammensetzung
- Erfassung diagenetischer Erscheinungen
- Abschätzung des Detritus : Matrix/Zement-Verhältnisses
- Abschätzung der durchschnittlichen Korngröße, der Sortierung und des Kornrundungsgrades

An ausgewählten Dünnschliffen aus den einzelnen Quarzitvorkommen wurden quantitative Bestimmungen durchgeführt. Bestimmt wurden:

- Sedimentzusammensetzung, besonders der Anteil der Akzessorien (u.a. Feldspat)
- Das Verhältnis der unterschiedlichen Quarzkornvarietäten (monokristallin, undulös, polykristallin)
- Korngrößenverteilung und Sedimentsortierung

Die quantitative Bestimmung wurde im "Point-Count-Verfahren" durchgeführt. Dabei wird der Volumenanteil der einzelnen Minerale am Gesamtgestein aus den Flächenanteilen der Minerale im Dünnschliff bestimmt. Die Dünnschliffe wurden an drei Stellen nach einem definierten Rastermuster ausgezählt. Es wurden je Raster 500 Punkte ausgewertet. Der

ausgezählte Flächenanteil der unterschiedlichen Sedimentbestandteile in dem definierten Raster ist in homogenen Gesteinen wie den untersuchten Quarziten ohne Einschränkung dem Volumenanteil der einzelnen Bestandteile gleichzusetzen.

Die Korngrößenverteilung wurde durch Ausmessen der Korndurchmesser im Dünnschliff ermittelt. Dafür wurden an drei Stellen pro Dünnschliff der längste und kürzeste Korndurchmesser von jeweils 200 Körnern gemessen. Die Korngrößenverteilung ist in Kornsummenkurven dargestellt (Abb. 5.4).

2.2.2 Kathodolumineszenz-Untersuchungen

Kathodolumineszenz-Untersuchungen sind für die Analyse von Quarzsandsteinen ein wertvolles Hilfsmittel. Daher wurden an den am Polarisationsmikroskop quantitativ bearbeiteten Dünnschliffen auch Kathodolumineszenz-Untersuchungen durchgeführt (Methode nach ZINKERNAGEL 1978). Generell beruht die Kathodolumineszenz (KL) von Festkörpern auf der Abgabe von Photonen infolge der Anregung durch einen Elektronenstrahl. Durch den Beschuß der Oberfläche eines Festkörpers mit einem Elektronenstrahl werden Elektronen auf ein höheres, unter normalen Bedingungen instabiles, Energieniveau angehoben. Beim Rückfall auf das stabile ursprüngliche Energieniveau wird die Differenzenergie in Form von Photonen abgegeben. Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, daß Defekte in der Gitterstruktur und Verunreinigungen die Auslöser für die Lumineszenz eines Minerals sind. Auch wenn der Grund für die Lumineszenz von Quarz noch nicht bis ins Detail geklärt ist, kann davon ausgegangen werden, daß es sich um eine komplexe Verknüpfung der beiden vorgenannten Effekte handelt (GÖTZE 1996). Die Kathodolumineszenz von Quarz ist zwar gegenüber anderen Mineralen (z.B. Kalzit, Feldspat) relativ schwach, aber bei der Arbeit mit "heißer" Kathode (ZINKERNAGEL 1978) reicht sie aus, um Informationen über die Genese der Quarze zu geben. Aufgrund des unterschiedlichen Lumineszenzverhaltens ist es möglich, detritischen Quarz von authigenem Quarz zu unterscheiden und anhand der KL-Farbe Aussagen zur Genese der detritischen Quarze zu machen. Folgende KL-Farben sind charakteristisch für Quarz (GÖTZE 1996):

- blau bis blauviolett: plutonische Quarze und Quarzphänokristen vulkanischer Gesteine
- rot: Matrixquarz aus vulkanischen Gesteinen und Schock-beanspruchte Quarze
- braun: Quarze aus regionalmetamorphen Gesteinen
- blau, grün bis bräunlich (kurzlebig): hydrothermal gebildete Quarzkristalle
- nicht oder schwach lumineszierend : authigener Quarz

Auch die Unterscheidung von Feldspat und detritischem Quarz, am Polarisationsmikroskop nur eingeschränkt möglich, ist bei der Kathodolumineszenz sehr eindeutig.

Die KL-Untersuchungen wurden am Mineralogischen Institut der TU Freiberg am KL-Mikroskop HC1-LM mit heißer Kathode bei einer Anregungsspannung von 14 kV und einer Auflösung von 1-2 μm durchgeführt. Die Bilder wurden mit einer Videokamera aufgenommen und digital verarbeitet.

2.2.3 Rasterelektronen-Mikroskopie

In geringem Umfang wurden Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) durchgeführt. Es ging fast ausschließlich um die Untersuchung rötlicher Klasten in den Quarziten, die in manchen Regionen sehr häufig auftreten. Die Untersuchungen wurden auf der bedampften Schnittfläche der kleinen Gesteinsproben durchgeführt. Dabei wurden vereinzelt auch Schwerminerale bearbeitet (Abb. 5.3). Die Untersuchungen wurden am Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps Universität Marburg durchgeführt.

2.3 Palynologische Methoden

Der Schwerpunkt der palynologischen Untersuchungen liegt auf der biostratigraphischen Anwendung. Die einzige stratigraphisch brauchbare Gruppe in den Proben sind Sporen, die systematisch bestimmt und stratigraphisch eingeordnet wurden. An einigen ausgewählten Proben aus dem Harz und der Bohrung Rügen 2 wurden ergänzend dazu Untersuchungen zur Palynofazies durchgeführt.

2.3.1 Probenaufbereitung

Für die palynologischen Untersuchungen wurden die zwischen den Quarziten eingeschalteten Tonschiefer bzw. siltigen Schiefer verwendet. Es stellte sich heraus, daß mittel- bis dunkelgraue Tonschiefer die lithologisch günstigsten Gesteine sind. Schon stark sandige Tonschiefer und erst recht Siltsteine enthalten sehr oft unbrauchbare Palynomorphen-Assoziationen (wenige, schlecht erhaltene Sporen und viele Phytoklasten). Der Grund dafür ist wohl überwiegend darin zu sehen, daß die Sporen in ihrem hydraulischen Verhalten Tonpartikeln entsprechen und nicht Silt bzw. Sand. Ein zweiter wichtiger Faktor ist die Fazies der Tonschiefer. Die Erhaltung und Diversität der Mikroflora ist am besten in den Tonschiefern, die direkt oberhalb dickbankiger Quarzite liegen. Sie sind als Feinanteil der Trübestrome zu deuten, der Bouma T_e-Einheit. Grundsätzlich werden Gesteinsproben folgendermaßen für die palynologische Bearbeitung aufbereitet (siehe TRAVERSE 1988, JANSONIUS & MCGREGOR 1996):

- Probenmaterial (30 bis 40g) gründlich reinigen und zerkleinern auf ≤ 2 mm.
- Salzsäureaufschluß, um Karbonatanteile zu entfernen - anschließend neutralisieren.
- Auflösen der silikatischen Bestandteile der Probe mit Flußsäure (73%) – anschließend neutralisieren.
- Schweretrennung: Abtrennung des leichten Anteils des Probenrückstands (incl. Sporen) vom schweren Anteil (Pflanzenreste, Schwerminerale etc.).
- Leichten Anteil durch eine Filtergaze mit 11 bzw. 15 μ m Maschenweite filtern und klarspülen.
- Filtrerrückstand mit Salzsäure versetzen und 15-30 Minuten im Wasserbad erwärmen, um eventuell entstandene Fluorsilikate aufzulösen.
- Rückstand erneut durch eine Filtergaze klarspülen.
- Material entnehmen zur Herstellung nicht oxidierten Präparate.
- Material entnehmen und mit "rauchender" HNO₃ oxidieren, um inkohltes Material aufzuhellen. Anschließend neutralisieren und klarspülen.

Von jeder Probe wurde ein nicht oxidiertes Präparat für Palynofazies-Untersuchungen und bei gering inkohlten Proben für die weitere Bearbeitung hergestellt. Dafür wurde der nicht oxidierte Rückstand auf einem Objektträger mit Kunstharz vermengt und mit einem Deckglas abgedeckt. Da die meisten Proben mittel bis stark inkohlt sind, wurde pro Probe mindestens ein Präparat mit dem oxidierten Rückstand hergestellt. Der Rückstand wurde mit "rauchender" HNO_3 versetzt. Die Reaktionszeit lag zwischen 1 Minute und über einer Stunde, meistens jedoch unter 10 Minuten. Um sowohl schwach erhaltene als auch stark inkohlte Sporen zu erhalten, wurde bei Reaktionszeiten über 5 Minuten in der Regel zu unterschiedlichen Zeiten Material entnommen, und es wurden mehrere Präparate zu jeder Probe hergestellt. Von besonders stark inkohlten Proben, bei denen der Rückstand auch durch langzeitige Oxidation nicht mehr aufzuhellen war, wurden zur Untersuchung am Auflichtmikroskop Gelatine-Präparate hergestellt. Dazu wurde der wasserfreie in Glycerin eingelegte Rückstand auf einem Objektträger mit Glycerin-Gelatine vermengt und mit Deckglas abgedeckt.

2.3.2 Durchlicht-Mikroskopie

Die Bearbeitung am Durchlichtmikroskop ist die Standardmethode für die Beschreibung und Bestimmung von Sporen. Dabei erhält man in Abhängigkeit von der Focus-Ebene ein Bild von Ober- und Unterseite der Spore, sowie Informationen über den Internaufbau, die die Grundlage für die exakte Bestimmung der Sporen bilden. Voraussetzung für die Bearbeitung am Lichtmikroskop ist die Transparenz der zu untersuchenden Objekte. Daher ist sie für gering bis mittelstark inkohlte Proben anwendbar, die durch Oxidation gut aufzuhellen sind. Stark inkohlte Proben sind damit nicht mehr zu bearbeiten.

2.3.3 Auflicht-Mikroskopie

Eine Methode zur Bearbeitung stark inkohlter Präparate ist die Bearbeitung am Auflichtmikroskop. Die Probe wird im Mischlicht, einer Kombination aus Durch- und Auflicht, untersucht. Dadurch erhält man ein Bild von der dem Mikroskop zugewandten Oberfläche, also der Oberseite, der Spore. Informationen zur Unterseite und zum Internaufbau der Spore können dabei aber nicht gewonnen werden. Daher ist diese Methode sehr eingeschränkt zur Bestimmung von Sporen anzuwenden, und zwar nur bei Formen, die so charakteristische Merkmale haben, daß sie mit diesem Minimum an Information klar identifizierbar sind. Aufgrund dieser Einschränkung wurden nur an wenigen Präparaten Probeuntersuchungen durchgeführt, auf die weitere Anwendung dieser Methode wurde jedoch verzichtet.

2.3.4 Rasterelektronen-Mikroskopie

Eine weitere Methode zur Untersuchung stark inkohlter Präparate ist das Rasterelektronenmikroskop (REM). Dafür werden ein Tropfen des Rückstands oder einzeln aussortierte Sporen auf einen Objektträger gebracht, getrocknet und mit Kohlenstoff oder Gold bedampft. Im REM wird die Oberfläche der Sporenoberseite mit dem Elektronenstrahl abgerastert, wodurch das Bild entsteht. Auch hier ergeben sich wieder keine Informationen zur Sporenunterseite und zum Internaufbau, was die Bestimmung von Sporen auch anhand von REM-Aufnahmen stark einschränkt. Daher wurden am REM nur an ausgewählten,

bereits lichtmikroskopisch bearbeiteten Präparaten Aufnahmen zur Ergänzung der Dokumentation der Mikroflora gemacht. Diese Untersuchungen wurden auch an dem oben bereits erwähnten REM der Philipps Universität Marburg durchgeführt.

2.3.5 Palynofazies-Untersuchungen

An einigen ausgewählten palynologischen Präparaten wurden Untersuchungen zur Palynofazies durchgeführt. Dafür wurden nicht oxidierte Präparate verwendet. Die erhaltene organische Substanz wurde in sechs Gruppen unterteilt: Inertinit, Vitrinit, Cutinit, amorphe organische Substanz (AOM), marine Palynomorphen und Sporen. Ein Ziel der Palynofazies-Untersuchungen war der Vergleich der Sporenassoziationen der unterschiedlichen Gebiete. Daher wurde die Gruppe der Sporen weiter auf Gattungsniveau unterteilt. Am Durchlichtmikroskop wurden die Anteile der unterschiedlichen Gruppen bestimmt, indem so viele Partikel ausgezählt wurden, bis 200 Sporen gezählt waren.

3. Definition der Kammquarzit-Formation im Unterkarbon der Hörre-Gommern-Quarzitzone

Wie bereits erwähnt, hat die bislang meist regional fixierte Erforschung der unterkarbonischen Quarzitabfolge der Hörre-Gommern-Quarzitzone dafür gesorgt, daß es eine Vielzahl von lokalen und regionalen Benennungen dieser Folge gibt. Um die verwirrende Namensvielfalt zu beenden, wurde durch WIERICH & VOGT (1997) vorgeschlagen, den Begriff "Bruchberg-Sandstein-Formation" nach VON TREBRA (1785) zu verwenden. In dieser Arbeit wird dieser Definition nicht gefolgt: Zum ersten wurde ein gänzlich unbekannter und für die Quarzitabfolge nicht charakteristischer Formationsname anstelle eines gut etablierten, bekannten Namens verwendet. Zweitens ist diese Definition sehr allgemein und ungenau gehalten und bezüglich Mächtigkeit, Lithologie und Stratigraphie der Formation nicht dem neuesten Wissensstand entsprechend. Auch die dort angegebene Typ-Lokalität ist ungeeignet, da die typischen Merkmale der Formation dort nicht erschlossen sind. Entsprechend den Richtlinien des *International Stratigraphic Guide* (SALVADOR 1994) wird hiermit neu definiert:

Name: Kammquarzit-Formation

Der Begriff Kammquarzit ist eine seit langem etablierte Bezeichnung für die unterkarbonische Quarzitabfolge in der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Eingeführt wurde der Begriff von AHLBURG (1921) in der Hörre und später für die Vorkommen im Kellerwald (Kockel 1958, SCHRIEL & STOPPEL 1958) und Harz (SCHRIEL 1932) übernommen. Nur für die Quarzitvorkommen bei Gommern fand dieser Begriff nie Verwendung. Da diese Formation bei ihrem Auftreten an der Oberfläche „stets ansehnliche Erhebungen bildet“ (KOCKEL 1958), wurde schon früh der Begriff „Kammquarzit“ gewählt. Diese formationstypische, weitverbreitete Bezeichnung wird daher auch hier verwendet. Diese Bezeichnung trennt die Quarzitabfolge des höheren Unterkarbons auch von teils sehr quarzreichen Sandsteinen und Quarziten des Oberdevons und tiefen Unterkarbons in der Hörre-Gommern-Quarzitzone ab. Der Begriff Kammquarzit steht für die oberste Quarzitabfolge, den stratigraphisch höchsten Teil der Hörre-Gommern-Quarzitzone. Aus diesen Gründen wird die hier definierte Formation "Kammquarzit-Formation" genannt.

Typ-Lokalität ist das Wegprofil am 'Kolonnenweg' im Eckertal (R 44 05 800. H 57 49 500, GK 25.000 Bad Harzburg 4129), da dort alle drei Lithofazies-Typen in typischer Ausprägung oberflächlich erschlossen sind.

Stellvertretende Typ-Lokalität ist der Ackerstollen-Bohrkern 3 (R 35 98 580. H 57 34 160, GK 25.000 Riefensbeek 4228) von der Südostseite des Ackerzuges, in dem die drei Lithofazies-Typen, die Liegendgrenze und der typische Schuppenbau der Kammquarzit-Formation erschlossen sind (hinterlegt bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover).

Bisherige Bezeichnungen (Synonyme):

Die folgenden Bezeichnungen sind als Synonyme der Kammquarzit-Formation anzusehen und werden durch die Neubenennung ersetzt.

Lahnmulde und Hörre-Zone: Culmquarzit (KOCH 1858)

Quarzit des Sandberges (DENCKMANN 1901)

- Wollenberg-Quarzit (KOCH 1858, KAYSER 1915, CORRENS 1926, 1934, KLÜPFEL 1952, BISCHOFF & ZIEGLER 1956, BISCHOFF & STOPPEL 1957)
 Klippenquarzit (KAYSER 1907, 1915, AHLBURG 1921)
 Schiffelborner Quarzit (KAYSER 1907)
 Kammquarzit (AHLBURG 1921, KOCKEL 1958, SCHRIEL & STOPPEL 1958, BENDER & BRINCKMANN 1969, HOMRIGHAUSEN 1979, BIRKELBACH et al. 1988, BENDER 1991, 1997)
 Limburger Quarzit (VOGT in ZIEGLER 1996)
- Kellerwald:** Culmsandstein des Jeust (WÜRTTENBERGER 1865)
 Kellerwald-Quarzit (DENCKMANN 1892, DAHLGRÜN 1931, SCHMIDT 1926, 1933, SCHWAN 1952, EDER et al. 1969)
 Wüstegarten-Quarzit (DENCKMANN 1896, 1897, KAYSER 1915, AHLBURG 1921)
 Schiffelborner Quarzit (KAYSER 1915, AHLBURG 1921)
 Kammquarzit (SCHRIEL & STOPPEL 1958, STOPPEL 1961)
- Harz:** Bruchbergsandstein (von TREBRA 1785, WIERICH & VOIGT 1997)
 Quarzfels des Bruchberges (LASIUS 1789, ROEMER 1854a)
 Sandsteine des Bruchberges und Ackers (ROEMER 1854b)
 Ecker-Ilsequarzit (KOCH 1888)
 Bruchbergquarzit (KOCH 1888, AHLBURG 1921)
 Acker-Bruchberg-Quarzit (KOCH 1888, DAHLGRÜN & GOTHAN 1940, SCHWAN 1952)
 Acker-Quarzit (SCHWAN 1950, 1958)
 Kammquarzit (MEMPEL 1934, 1950, SCHRIEL 1932, 1954, SCHRIEL & STOPPEL 1958, SCHWAN 1958, 1991, PUTTRICH & SCHWAN 1974, BUCHHOLZ et al. 1990)
 Ilsenburg-Quarzit (BURCHARDT 1977, JÄGER 1995)
- Flechtingen-Roßblauer-Scholle:** Pflasterstein-Quarzit (DENCKMANN 1901)
 Gommern-Quarzit (AHLBURG 1921, PAECH 1973, BURCHARDT 1977)
 Quarzsandsedimente von Gommern (BURCHARDT 1994)
- Überregional:** Hörre-Gommern-Fazies (Kochmann 1968)
 Quartzite Shale Formation und Kamm-Quartzite Shale Formation (WALLISER & ALBERTI 1983)
 Hörre-Gommern-Quarzit (ENGEL et al. 1983)
 Hörre-Gommern-Quarzitfolge (JÄGER 1999)

Stratotyp:

Die Kammquarzit-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Quarziten (dünn- bis dickbankigen Quarzareniten und Quarzwacken) und Tonschiefern, die sich in drei Lithofazies-Typen unterteilen lassen (siehe Kap. 5.2).

Dominiert wird die Formation von der Quarzit-Fazies (Kap. 5.2.1), weißlichen bis dunkelgrauen, dickbankigen, massigen Quarzareniten, die häufig im höheren Teil der Bänke in Quarzwacken übergehen. Diese Quarzarenite bestehen aus einem mäßig bis gut sortierten, überwiegend feinsandigen Quarzsand mit Quarzgehalten über 95% und weniger als 2% Feldspäten. In Oberflächenaufschlüssen ist oft nur die Quarzit-Fazies (siehe Kap. 5.2.1) aufgeschlossen, dickbankig, massig und strukturlos. In den Bohrungen sind untergeordnet Entwässerungsstrukturen, Lamination und selten eine sehr schwache Gradierung zu finden. In einigen Bänken sind feinkonglomeratische Lagen vorhanden. Besonders häufig sind solche Lagen am Wollenberg und im Kellerwald. Von der Hörre bis

zum Kellerwald sind rötliche Klasten in den feinkonglomeratischen Lagen häufig, die im Harz und bei Gommern fast vollständig fehlen.

Die Quarzit-Pelit-Fazies (Kap. 5.2.2) besteht aus Wechselfolgen von dünnbankigen, matrixreichen Quarziten (Quarzwacken) und dünn- bis dickbankigen Tonschieferlagen. Diese Quarzwacken aus sehr feinkörnigem Quarzsand sind sehr gut sortiert und weisen denselben geringen Feldspatgehalt wie die dickbankigen Quarzite auf. Sie sind überwiegend hellgrau bis weißlich, die Tonschiefer mittel- bis dunkelgrau. Interngefüge sind in den sandigen Lagen sehr häufig; unterschiedliche Typen von Schrägschichtung und synsedimentäre Deformationsgefüge dominieren klar.

Die Pelit-Fazies (Kap. 5.2.3) besteht aus mittel- bis dunkelgrauen, dünn- bis dickbankigen Tonschieferpaketen. Teilweise sind sie stark siltig bis sandig, aber reine Sandlagen fehlen.

Die Kammquarzit-Formation besteht aus der unregelmäßig wechselnden, vertikalen Abfolge dieser drei Lithofazies-Typen. Auffallend ist, daß die dickbankige Quarzit-Fazies vom Zentrum der Quarzitzone zu den Rändern hin abnimmt (nach NW und nach SE).

Liegendgrenze: Im Liegenden der Kammquarzit-Formation folgt sehr häufig eine Wechselfolge von dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern (mit Pyrit- und Phosphoritknollen) und schwarzen Kieselschiefern, die Schiffelborner Schichten. Die erste Quarzitbank in diesen dunklen Schiefern wird als Basis der Kammquarzit-Formation definiert. Selten folgen im Liegenden dunkle Schiefer, die in Rotschiefer übergehen (z.B. Ackerstollen-Bohrkern 3, oberste Schuppe). Die Rotschiefer sind wenige Meter bis 10er Meter mächtig.

Hangendgrenze: Sowohl in den Oberflächenaufschlüssen als auch in den zahlreichen Bohrungen ist bis jetzt keine Hangendgrenze der Kammquarzit-Formation erschlossen worden. Einzige Ausnahme ist die Bohrung Brandenburg 1E/68. Hier folgt über den Quarziten der untersten drei Bohrkernmeter, die zur Kammquarzit-Formation gezählt werden, eine Abfolge von quarzitischen Grauwacken und Tonschiefern, die besonders durch den wesentlich höheren Feldspatgehalt von den Quarziten zu unterscheiden ist. Die Basis dieser quarzitischen Grauwackenfolge ist jedoch sehr stark zerbohrt. Daher läßt sich nicht eindeutig entscheiden, ob es sich dabei um die stratigraphische Hangendgrenze der Formation oder um eine tektonisch bedingte Abfolge mit einer Schichtlücke handelt.

Verbreitung:

Die Kammquarzit-Formation erstreckt sich nach heutigem Kenntnisstand von der Lahnmulde bei Limburg über den Hörre-Nordrand (Bickener Schuppe), Wollenberg, Kellerwald, Acker-Bruchberg-Ilsenburg-Zug (Harz) und der Umgebung von Gommern bis nach Brandenburg (Bohrung Brandenburg 1E/68). Der Verbreitungsraum hat eine Länge von ca. 400 km und eine maximale Breite von 10 km bei Gommern (Abb. 1.1).

Mächtigkeit:

Die maximale Mächtigkeit, die in einem Profil erschlossen ist, beträgt zwischen 100 und 110 Metern in Gommern (Brg. Gommern 1) und im Harz (Ackerstollen-Bohrungen 3 und 4, Kolonnenweg-Profil im Eckertal). In diesen Profilen ist allerdings nur der untere Teil der Kammquarzit-Formation erschlossen (Basis bis Mitte Visé), der obere Teil ist nur in einer Bohrung (Ackerstollen-Bohrung 2) erschlossen. Die daraus zusammengesetzte maximal erschlossene Mächtigkeit beträgt mindestens 150, maximal 200 Meter. Auch die regional

sehr starke tektonische Verschuppung, die nach Südwesten zunimmt, erschwert die Ermittlung der Mächtigkeit. Die daraus resultierende tektonische Wiederholung von Teilen der Folge ist der Grund für die Angabe von bis zu 200 m Mächtigkeit im Harz und 600 m in Gommern (SCHWAN 1991). Die nach Südwesten immer geringer werdende Ausstrichbreite der Quarzite ist allein tektonisch bedingt und gibt keine Auskunft über die Mächtigkeit. Diese Tatsache, verbunden mit den schlechten Aufschlußverhältnissen, macht Aussagen zur ursprünglichen Mächtigkeit der Formation in Kellerwald und Hörre unmöglich.

Genese:

Die Quarzitabfolge stellt eine Abfolge unterschiedlich konzentrierter Turbidite und Tonzwischenlagen dar. Die dickbankigen, massigen Quarzite sind Ablagerungen aus hochkonzentrierten Suspensionströmen, die dünnbankigen Quarzite aus niedrig-konzentrierten Suspensionsströmen. Die eingeschalteten Tonschiefer sind überwiegend als Hintergrund-Beckensedimentation in Bereichen ohne Quarzsandsedimentation und in Pausen der quarzklastischen Sedimentation anzusehen. Untergeordnet sind die Tonschiefer auch als Feinstanteil der Suspensionströme anzusehen (Kap. 5.2).

Alter:

Die Kammquarzit-Formation ist auf das Visé beschränkt. Die biostratigraphische Einstufung wurde mit Mikrosporen vorgenommen. Die Liegendgrenze der Formation liegt an der Tournai/Visé-Grenze, PU-Sporenzone. Das wird durch die biostratigraphische Einstufung der liegenden Einheiten mit Conodonten bestätigt (Kap. 1). Das höchste, aufgeschlossene, stratigraphische Niveau ist die ME-Sporenzone im höheren Visé. Das umfaßt den Bereich V1a - V3b entsprechend der internationalen Chronostratigraphie und das $cuII\gamma$ - $cuIII\alpha/\beta$ nach der deutschen Goniatitengliederung. In der Conodonten-Stratigraphie entspricht das dem Bereich der *anchoralis*-Zone bis in die höhere *bilineatus*-Zone.

Parallelisierung:

Aufgrund ihrer Altersstellung ist die Kammquarzit-Formation als zeitliches Äquivalent zu den folgenden geologischen Einheiten im rhenoharzynischen Becken zu sehen:

Lahn- und Dillmulde:	Helle Kieselschiefer, Kieselkalke und kieselige Übergangsschichten
Hörre:	Bischoffen-Formation und untere Elnhausen-Formation
Kellerwald:	bunte Kieselschiefer und Kieselkalke; teilweise untere Kulm-Tonschiefer
Harz:	helle Kieselschiefer und Kieselkalke (Oberharz); obere Kieselschiefer, Kulm-Tonschiefer u. unterer Teil der Kulm-Grauwacken (Sieber-Mulde).

Eine abschließende Bemerkung zu der Bezeichnung "Quarzit":

Immer wieder kommt die Diskussion auf, ob die Bezeichnung „Quarzit“ bei der hier beschriebenen Gesteinsfolge zulässig ist oder ob diese nicht angemessener als „Sandstein“ bezeichnet werden sollten. Aus folgenden Gründen wird die Bezeichnung "Quarzit" in dieser Arbeit beibehalten:

Petrographisch sind die hier beschriebenen Quarzite als Quarzarenite und -wacken (PETTIJOHN et al. 1987) zu bezeichnen; d.h. es sind diagenetisch veränderte, reine Quarzsandsteine ohne metamorphe Überprägung. Ausnahmen sind die Quarzite im Kontaktbereich des Brocken-Granitkomplexes. Um eine einheitliche Terminologie beizubehalten, wird weiterhin der Begriff "Quarzit" verwendet. Außerdem ist die Bezeichnung "Quarzit" (in aller Regel ohne Unterscheidung von Meta- oder Orthoquarzit) auch international für harte, reine, überwiegend quarzzementierte, teils massige Quarzsandsteine etabliert. Die Terminologie nach PETTIJOHN et al. (1987) wird in der Beschreibung der Lithofaziestypen verwendet, wo die exakte sedimentpetrographische Klassifikation entscheidend ist.

